

해양 표면 혼합층 모델링에 대한 고찰

오임상·이영로
서울대학교 해양학과

A Review Study of Ocean Surface Mixed Layer Modelling

IM SANG OH AND YOUNG-RO LEE
Dept. of Oceanography, Seoul National Univ., Seoul 151-742, Korea

해양의 표면 혼합층 모델은 그 접근방법에 따라 여러가지로 나눈다. 즉 표면 혼합층의 존재를 가정하고 출발한 적분모델, 혼합과 관계된 난류항을 K 이론 형태의 확산 개념으로 나타내거나 혹은 난류 방정식을 이용하여 구하는 확산 모델, 그리고 한 격자점에서의 물리량은 여러 격자점으로 부터의 혼합에 의존한다는 Transilient 모델이 이들이다. 각 유형의 모델은 고유의 장단점이 있으므로 연구의 목적과 내용에 따라 이용되는 모델의 유형을 결정한다. 본 연구에서는 표면 혼합층에 대한 기존의 연구 방법들을 살펴보고, 이들을 상호 비교하여 각 모델의 효율적인 적용영역을 알아보며, 표면 혼합층에 대한 최근의 연구동향을 알아봄으로써 향후 이 분야 연구에 주춧돌이 되게 하고자 한다.

The study of ocean surface mixed layer modelling has three different approaches: integral models, diffusive models including K theory and higher turbulence closure scheme, and transilient models. None of them is suitable for all occasions because each model has its specific merits and defects. In the present paper, these three types mixed layer models are described, and their relative advantages and applicabilities are discussed in order to guide the researchers who initiate ocean mixed layer study.

서 론

해양의 상층부에서는 바람과 파랑 그리고 냉각과 같은 혼합기작에 의해 난류층(turbulent layer)이 형성된다. 혼합기작이 활발한 난류층에서는 온도와 염분과 같은 물리량이 연직적으로 일정한 분포를 가지며, 이러한 특성을 가지는 난류층을 표면 혼합층(Mixed Layer : ML)이라 한다. Fig. 1은 동해에서 3월에 관측된 자료중 하나로서 표면 혼합층을 잘 보여 주고 있다. 여기서 보는 바와 같이 표면 혼합층은 난류 운동 에너지(Turbulent Kinetic Energy : TKE)가 유입되는 해표면과 온도와 염분 등이 급격히 변하는 수온약층(Thermocline)에 의해 경계 지어 지며, 해표면으로부터 유입된 TKE의 대부분은

표면 혼합층에 국한되어 작용한다. 일반적으로, 표면 혼합층의 깊이는 계절과 시간에 따라 크게 변한다. 즉, 지속적인 냉각이 일어나는 가을과 겨울에 표면 혼합층 깊이(Mixed Layer Depth : MLD)는 계속적으로 깊어져서 냉각과 가열이 균형을 이루는 봄에 MLD는 최대가 되고 가열이 우세한 여름에 MLD는 최소가 된다. 그리고, 여름철의 경우에는 가열이 우세한 낮에 MLD는 얕아졌다가 냉각이 우세한 밤에 MLD는 다시 깊어진다.

해양과 대기의 상호작용이 활발히 일어나는 ML은 해표면을 통해 해수의 특성과 운동을 지배하는 에너지가 유입되므로 해수의 물리량 및 해수의 유동에 중요한 역할을 담당한다. 또한 ML의 열에너지 저장 능력은 대기의 저장 능력보다 약 20배 정도 크며,

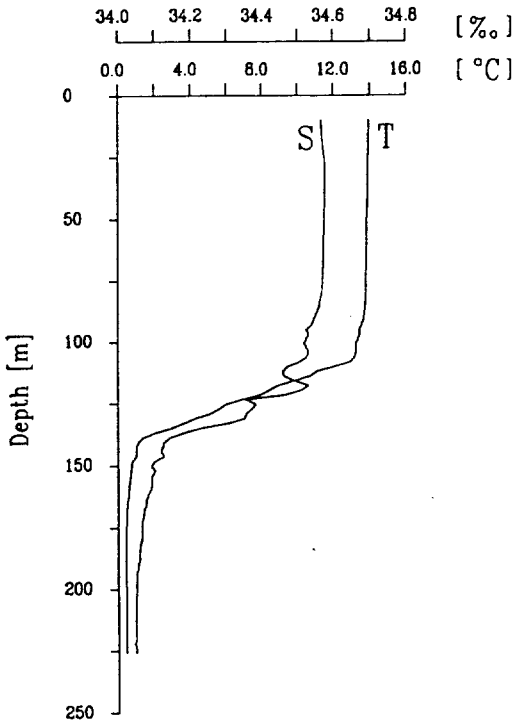


Fig. 1. A typical example of vertical profile of temperature and salinity in the East Sea (= Sea of Japan).

ML은 해양과 대기의 상호작용을 통해 대기에 열과 수증기를 공급하므로 기상현상에도 막대한 영향을 미친다. 그러므로 해양학자와 기상학자에 의해 ML에 대한 연구가 활발히 이루어지고 있다.

ML 연구는 해양의 상층부에서의 방정식 체계를 이용한 모델과 ML에서 일어나는 기작에 대한 수리실험 그리고 인공위성으로 부터 얻어진 자료의 분석 등의 방법으로 이루어진다. 모델을 통한 연구는 혼합기작과 관련된 난류항에 대한 표현양식에 따라 크게 3가지 유형으로 분류될 수 있다. 즉, 난류항의 표현 양식에 따라 적분형의 표면 혼합층 적분 모델 (Mixed Layer Depth Model : MLD Model)과 미분형의 확산 모델 혹은 난류 방정식 모델(Local Turbulence Closure Model : LTC Model) 그리고 Transilient 모델 혹은 Eddy-simulation 모델로 분류된다. 수리실험을 통한 연구는 ML의 형성과 ML이 깊어지는 기작을 이해하기 위해 행하였으며, 모델의 매개변수 결정에 도움을 준다(Turner, 1968 ; Kato and Phillips, 1967 ; Kantha et al., 1977 ; Kranen-

burg, 1984 ; Narimousa et al., 1986). 최근에는 인공위성 자료를 이용하여 ML에서의 특성치 변화를 얻을 수 있고, 이를 이용한 진보된 예보모델의 개발에 대한 연구가 진행되고 있다(Yan et al., 1989, 1991).

우리나라 주변해역에서의 ML 모델 연구는 중국의 해양학자들에 의해서 동지나해와 황해에 대한 ML 모델 및 SST 예보 모델 연구가 최근에 이루어졌을 뿐 동해와 남해에 대한 ML 모델 연구는 없다(Wang and Zou, 1986 ; Wan et al., 1990 ; Wang et al., 1992a, b ; Wang and Su, 1992). 다만 심과 김(1981)에 의해 동해의 남동해역에서 MLD와 열수지간의 상관관계에 대한 연구가 있을 뿐이다.

본 연구에서는 ML에서 이용되는 기본 방정식 체계와 위에 언급한 각각의 ML 모델의 기본 원리 및 모델의 특성에 대해 알아보고, 각 모델의 장단점 및 모델의 이용 현황을 비교한다.

ML 모델의 기본 방정식 체계

해표면을 통해 열 교환이 활발히 일어나므로 해양의 상층부에서는 수온의 변화가 비교적 크다. 따라서 해양의 상층부에서는 밀도의 변화를 고려한 Boussinesq Approximation을 적용한다. 또한 해표면을 통한 에너지 유입에 따른 연직 방향의 운동 기작에 의해 온도, 염분 및 속도의 연직방향의 변화율은 수평방향의 변화율 보다 훨씬 크다. 그러므로 해양의 상층부에서는 수평적인 영향을 무시하여 다음과 같은 간단한 형태의 방정식 체계로 쓸 수 있다.

$$\frac{\partial U}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} (\overline{w'u'}) + fV \quad (1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} (\overline{w'v'}) - fU \quad (2)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} (\overline{w'T'}) + \frac{F_{sol}}{\rho c} \frac{\partial I}{\partial z} \quad (3)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} (\overline{w'S'}) \quad (4)$$

여기서

U, V, T, S, ρ : 해수의 성분속도, 온도, 염분, 밀

도를 각각 평균한 값.

u', v', w', T', S' : 해수의 성분속도, 온도, 염분의 운동값.

F_{sol} : 해표면을 통해 흡수되는 태양의 복사열량.

$I(z)$: 수심 z 에 통과되는 F_{sol} 의 비율.

해수의 연직 운동을 지배하는 부력 (Buoyancy : b)은 해수의 밀도에 의해 결정되며, 해수의 밀도는 온도와 염분의 함수로서 다음의 상태 방정식으로 구한다.

$$\rho = \rho_0 [1 - \alpha(T - T_0) + \beta(S - S_0)] \quad (5)$$

$$b = g(\rho_0 - \rho) / \rho_0 = g[\alpha(T - T_0) - \beta(S - S_0)] \quad (6)$$

여기서,

c, α, β : 해수의 비열, 열 팽창계수, 염 응축 계수.

ρ_0, T_0, S_0 : 해수의 기준밀도, 온도, 염분.

ML에서 변수들의 시간에 따른 변화를 알기 위해서는 앞의 방정식의 해를 구해야 하며, 이를 위해 혼합과 관련된 난류항에 대한 적절한 표현이 요구된다. 난류항은 Reynolds stress 방정식과 TKE 방정식에 의해 표현될 수 있으나 대부분의 ML 모델에서는 아래의 TKE 방정식을 이용한다.

$$\frac{\partial E}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial z} \left(E + \frac{p'}{\rho} \right) w' - \overline{\{w'u'\} \frac{\partial U}{\partial z} + w'v' \frac{\partial V}{\partial z}} + \overline{w'b'} - \varepsilon \quad (7)$$

여기서,

$$E = \frac{1}{2} \overline{(u'^2 + v'^2 + w'^2)} : \text{TKE}$$

ε : TKE의 소멸항

위에 제시된 ML 방정식 체계의 해를 구하기 위해서는 ML의 경계층에서의 유동량 즉 해표면을 통한 열, 운동량 및 물질의 유동량과 ML 아래층으로부터의 유동량 그리고 ML과 ML 아래층의 초기 상태를 알아야 하며, 해표면으로부터 유입된 열에너지의 연직분포와 밀접한 관계를 가지는 해수의 광학적 특성값인 $I(z)$ 를 알아야 한다. 일반적으로 $I(z)$ 는 아래와 같이 여러개의 파장대로 구분하여 표현한다.

$$I(z) = \sum_{i=1}^N R_i \text{Exp}(z/\zeta_i) \quad (8)$$

여기서 N 는 고려하고자 하는 파장대의 갯수를 의미하며 R_i 는 i 번째 파장대의 에너지가 전체 에너지에 대해 차지하는 비율을 나타내고 ζ_i 는 i 번째 파장대의 에너지가 깊이에 따라 감소하는 e-folding 깊이를 나타낸다. Denman 과 Miyake (1973)는 N 값이 1인 가장 단순한 형태의 $I(z)$ 를 이용하였고, Paulson과 Simpson (1977)은 파장대를 빛의 장파 영역과 단파영역으로 구분하여 $I(z)$ 를 이용하였다. 그리고 Woods et al. (1985)은 빛의 파장대를 3개로 나누어 $I(z)$ 를 이용하였다.

각 ML 모델의 개요

ML 내의 온도와 염분 그리고 유속은 위에 제시된 방정식 체계와 해표면과 ML의 바닥으로 부터의 물리량의 유입에 대한 경계조건, ML과 ML 아래층의 물리량에 대한 초기조건 그리고 그밖에 해황에 영향을 미치는 중요한 요인에 대한 정보로부터 계산이 가능하다. 위의 방정식 체계와 외부 입력인자로 부터 ML의 온도, 염분 그리고 유속을 얻을 수 있는 모델을 개발하는 것은 물리 현상의 이해를 도와주며, 기상 예보 모델과 결합하여 ML의 물리량에 대한 예보를 가능하게 하고 이는 해양에서의 생산적인 활동에 많은 도움을 준다. 이러한 ML 모델은 난류항의 표현 양식에 따라 표면 혼합층 적분 모델, 확산 모델 혹은 난류 방정식 모델 그리고 Transilient 모델로 구분되며, 어느 유형의 모델을 개발할 것인가는 보고자 하는 현상과 모델의 특성에 의존하여 결정된다. 아래의 각 절은 위의 세 모델의 기본원리와 특성에 대한 것이다.

1. 표면 혼합층 적분 모델

표면 혼합층 적분 모델은 ML이 이미 존재한다는 가정하에 방정식 체계를 MLD 까지 적분한 모델이다. 이 모델에서는 ML 내의 난류 운동 에너지가 혼합에 중요한 역할을 담당하며, MLD는 TKE의 양에 의해 결정된다. 표면 혼합층 모델의 방정식 체계는 Ball (1960)에 의해 시도되었고, Kraus와 Turner (1967)에 의해 대양에 적용하였으며, 그 이후

많은 사람에 의해 발전되었다(Denman, 1973; Polard et al., 1973; Niiler and Kraus, 1977; Garwood, 1977; Martin, 1985; Gaspar, 1988).

표면 혼합층 적분 모델은 앞의 방정식을 MLD까지 적분하므로 다루기 어려운 난류항이 ML 경계에서의 유동량(Flux)항으로 대체되어 비교적 쉽게 해양의 상층부연구에 접근할 수 있다. 아래의 방정식 체계는 ML에 적용되는 표면 혼합층 적분 모델의 방정식 체계이다.

$$h \frac{\partial U}{\partial t} = \overline{w'u'}(-h) - \overline{w'u'}(0) + fVh \quad (9)$$

$$h \frac{\partial V}{\partial t} = \overline{w'v'}(-h) - \overline{w'v'}(0) - fUh \quad (10)$$

$$h \frac{\partial T_m}{\partial t} = \overline{w'T'}(-h) - \overline{w'T'}(0) + \frac{F_{sol}}{\rho c} [1 - I(-h)] \quad (11)$$

$$h \frac{\partial S_m}{\partial t} = \overline{w'S'}(-h) - \overline{w'S'}(0) \quad (12)$$

여기서, h 는 MLD를 나타내고 U, V 는 성분 속도를 그리고 T_m 과 S_m 은 각각 ML의 온도와 염분을 나타낸다.

적분된 형태의 ML 모델에서 난류항은 ML 경계에서의 난류적 유동량으로 표현된다(Fig. 2). ML 바닥으로부터 유입되는 물리량의 난류적 유동량은 ML이 깊어지는 속도(Entrainment: W_e)와 밀접한 관계가 있고, W_e 는 다음과 같이 정의 된다.

$$W_e = \begin{cases} \frac{\partial h}{\partial t} & \text{at } \frac{\partial h}{\partial t} > 0 \\ 0 & \text{at } \frac{\partial h}{\partial t} \leq 0 \end{cases} \quad (13)$$

ML 바닥으로부터 유입되는 물리량(a)의 난류적 유동량은 W_e 와 ML과 ML 아래층간 물리량의 차(Δa)로서 표현한다.

$$-\overline{w'a'}(-h) = W_e \Delta a \quad (14)$$

해표면으로부터 유입되는 물리량의 난류적 유동량은 해양과 대기의 상호작용에 의해 이루어지며, 이는 다음과 같은 형태의 식으로 나타낸다.

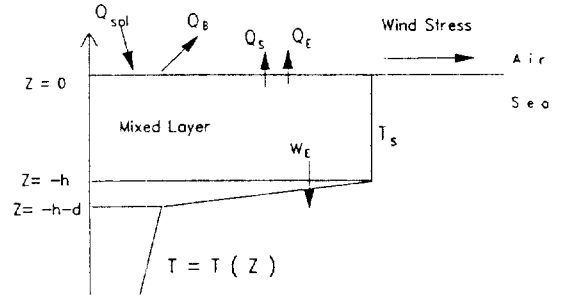


Fig. 2. Schematic diagram of mixed layer depth model.

$$-\overline{w'u'}(0) = \frac{1}{\rho_a} \tau_x \quad (15)$$

$$-\overline{w'u'}(0) = \frac{1}{\rho_a} \tau_y \quad (16)$$

$$-\overline{w'T'}(0) = F_{nsol}/\rho \quad (17)$$

$$-\overline{w'S'}(0) = (E - P)S \quad (18)$$

여기서 τ_x, τ_y 는 각각 x 와 y 방향의 바람의 응력성분을 나타내고 E 와 P 는 증발량과 강수량을 의미하며 F_{nsol} 은 열수지중 태양으로부터 유입되는 복사(Solar Radiation: F_{sol}) 이외의 부분 즉 해수 표면으로부터의 장파복사(Back radiation: Q_B)와 현열(Sensible heat: Q_s) 그리고 잠열(Latent heat: Q_e)의 유동량의 합을 의미한다($F_{nsol} = Q_B + Q_s + Q_e$).

ML의 물리량은 MLD와 W_e 만 알면 위에 주어진 식(9)-(18)에서 해를 구할 수 있다. ML에서의 혼합은 TKE와 밀접한 관계가 있으므로 TKE 방정식을 이용하여 h, W_e 를 구한다. TKE 방정식을 해표면에서 h 까지 적분한 식은 다음과 같다.

$$\int_h^0 \frac{\partial E}{\partial t} dz = (E + \frac{p'}{\rho})w'(-h) - (E + \frac{p'}{\rho})w'(0) + \int_h^0 \overline{b'w'} dz - \int_h^0 [\overline{w'u'} \frac{\partial U}{\partial z} + \overline{w'v'} \frac{\partial V}{\partial z}] dz - \int_h^0 \epsilon dz \quad (19)$$

여기서 등호의 왼쪽항은 ML에서 TKE의 시간 변화율을 나타내고 오른쪽의 처음 두항은 ML의 바닥과 해표면을 통한 TKE의 유동량을, 셋째항은 TKE가 위치 에너지로 변환되어 TKE가 감소하는 율을, 넷째항은 속도의 구배가 존재하는 곳에서 Re-

ynolds stress의 작용에 의한 TKE 생성율을 나타내고 마지막 항은 TKE의 소멸항이다.

다음은 (19) 식의 각 항을 TKE의 생성과 소멸과 관계된 기상인자나 해양의 물리량으로 매개변수화 시킴으로써 entrainment와 h 를 구하는 대표적인 방법에 관한 것이다. Niiler와 Kraus (1977)는 TKE 수지의 매개변수화에 대해 비교적 상세히 언급하였다. 기존의 MLD 모델 연구에서 대부분이 위 (19) 식의 왼쪽항과 오른쪽항의 첫번째는 무시하였으며, 해표면을 통한 TKE의 유동량은 다음과 같이 바람의 응력에 기인된 표면 마찰속도로 매개변수화 하였다.

$$-(E + \frac{\rho'}{\rho}) \overline{w'(0)} = m_1 U_*^3$$

여기서 m_1 는 비례 상수이고 U_* 는 표면 마찰 속도이다.

TKE가 위치 에너지로 변환되어 TKE가 감소하는 율을 나타내는 항은 앞의 (3), (4), (6) 식을 이용하여 다음과 같이 나타낼 수 있다 (Kim, 1976).

$$\int_{-h}^0 \overline{b'w'} dz = -\frac{1}{2} h W_r \Delta b - \frac{1}{2} h B(h)$$

여기서,

$$B(h) = -\overline{b'w'}(0) + \frac{\alpha g}{\rho c} F_{sol} [1 + I(-h)] - \frac{2}{h} \int_{-h}^0 I(z) dz$$

속도 구배에 의한 TKE의 생성율은 속도 구배를 유발 시키는 에너지의 근원과 MLD 모델의 특성에 따라 그 표현 양식이 다르다. 바람의 응력에 의해 ML의 흐름이 형성되는 경우, 속도 구배에 의해 생성되는 TKE는 표면 마찰속도 혹은 ML과 ML의 저층간의 속도차를 이용하여 매개변수화 한다 (Gaspar et al., 1988 ; Niiler and Kraus, 1977). 여기서 SST와 MLD의 변화에만 관심을 가질 때는 TKE를 표면 마찰 속도로서 매개 변수화하여 운동 방정식의 도입 없이 우리가 원하는 결과를 얻을 수 있다.

표면 마찰속도를 이용한 경우 :

$$-\int_{-h}^0 \overline{[w'u' \frac{\partial U}{\partial z} + w'v' \frac{\partial V}{\partial z}]} dz = m_3 U_*^3$$

ML과 ML의 저층간의 속도차를 이용한 경우 :

$$-\int_{-h}^0 \overline{[w'u' \frac{\partial U}{\partial z} + w'v' \frac{\partial V}{\partial z}]} dz = \frac{1}{2} W_r (\Delta U^2 + \Delta V^2)$$

내륙사면이나 대륙붕 지역과 같은 천해역에서 ML과 ML 아래층의 속도차는 바람의 응력 이외에 내부파 (internal wave)와 조류 등에 의해 영향을 받으며, 이에 대한 매개 변수화는 Largier (1990)와 Stiegebrandt (1981) 그리고 Wan et al. (1990)에 의해 제시되었다.

MLD 모델에서 TKE 방정식의 매개변수화에 가장 논란이 많고 표현 양식이 다양한 부분은 TKE 소멸항을 구하는 부분이다. TKE 소멸항은 여러가지 방법으로 나타낼 수 있다. 즉, TKE의 생성과 비례하는 양으로 나타내거나 (Denman and Miyake, 1973 ; Niiler and Kraus, 1977 ; Stevenson, 1979), 지구의 자전 효과를 고려하여 적절한 형태로 기술하거나 (Resnyanskiy, 1975 ; Alexander and Kim, 1976 ; Elsbery et al., 1976 ; Wells, 1979) 혹은 특수 복잡한 난류 방정식과 경험상수를 이용하여 나타낸다 (Garwood, 1977 ; Gaspar, 1988). 본란에서는 이 중 대표적인 방법인 TKE 생성율과 비례하는 양으로 생각 및 바람 응력에 따른 TKE의 소멸항을 나타내는 방법에 대해서만 언급하겠다. 생각에 의해 생성된 TKE의 소멸항(D_1)은 아래와 같이 표현되며, 여기서 n 은 TKE의 생성 효율로서 여러 연구자에 따라 다소 다른 결과를 얻었다 (Farmer, 1975 ; El-sebery et al., 1976 ; Artaz and André, 1980 ; Shay and Gregg, 1984).

$$D_1 = \frac{1}{4} (1-n) h [|B(h)| - B(h)]$$

바람의 응력에 의해 생성된 TKE의 소멸항 (D_2)은 해표면을 통한 TKE 유동량의 소멸과 ML과 ML 아래층의 속도차에 의해 생성된 TKE의 소멸의 합으로 나타나며, ML과 ML 아래층의 속도차에 의해 생성된 TKE의 표현양식에 따라 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$D_2 = m_4 U_*^3$$

혹은

$$D_2 = m_4 U_*^3 + \frac{1}{2} (1-s) W_r [(\Delta U^2 + \Delta V^2)]$$

Table 1. Some published values of constants(m, n, m_s, s) appearing in Eqs. (20) and (21).

Author	m	n	m _s	s
Davis et al. (1981)		0.17	0.39	0.48
Martin (1985)				
mixed layer deepening		0.17	0.65	0.10
mixed layer shallowing		0.17	0.65	0.39
Denman and Miyake (1973)	1.25			
Gaspar (1988)	0.55-0.70	0.20		
Artaz and André (1980)		0.20		
Boers et al. (1984)		0.22		

여기서 m, m_s, s는 비례상수이다.

따라서 앞의 TKE 방정식은 다음식 (20) 혹은 (21)과 같이 나타낼 수 있다.

$$hW_r \Delta b = 2 m U_*^3 - \frac{1}{2} h [(1+n)B(h) + (1-n)|B(h)|] \quad (20)$$

혹은

$$hW_r \Delta b = 2 m_s U_*^3 + s W_r [(\Delta U^2 + \Delta V^2)] - \frac{1}{2} h [(1+n)B(h) + (1-n)|B(h)|] \quad (21)$$

여기서 m, n은 각각 바람의 응력과 냉각에 의한 TKE의 생성 효율을 의미하며, m_s와 s는 바람의 응력에 의한 TKE의 생성 효율중 해표면을 통한 유동량과 속도의 구배에 의한 TKE 생성 효율을 의미한다. TKE 방정식에서 사용되는 각각의 비례상수(m, n, m_s, s)는 경험적으로 결정하는 경험상수로서 실험실에서의 수치실험과 현장에서 관측된 자료를 이용한 수치실험을 통해 결정한다. 여러 연구자가 현장에서 관측된 자료를 이용한 수치실험을 통해 결정한 비례상수는 아래의 Table 1.과 같이 나타난다.

2. 확산 모델

확산 모델은 미분형의 방정식 체계를 이용한 모델로서 어느 격자점에서의 유체의 물리량은 인접한 격자점의 상태에 의해 결정되는 LTC 모델이다. 확산 모델의 난류항은 분자의 확산계수(Molecular diffusivity : ν)와 유사한 난류 확산계수(Eddy diffusivity : K) 개념을 도입하여 나타내거나 혹은 고차원의 난류방정식을 이용하여 나타낼 수 있다(Bush,

1977 ; Sarachik, 1978 ; Mellor and Yamada, 1974, 1982 ; Mellor and Durbin, 1975 ; Kundu, 1980 ; Klein and Coantic, 1981 ; André and Lacarrère, 1985).

2.1 K 이론 형태의 확산 모델

분자 확산계수와 유사한 난류 확산계수 혹은 Eddy 확산계수 K의 개념을 근간으로 하는 K 이론 형태의 모델은 해수의 유동과 경계층 역학 연구에 가장 많이 사용되고 있는 모델이다. 이 모델에서 혼합 기작과 관련된 연직방향의 난류적 유동량은 난류 확산계수와 물리량의 구배의 곱으로서 다음과 같이 나타낸다.

$$-\overline{w'u'} = K_M \frac{\partial U}{\partial z} \quad (22)$$

$$-\overline{w'v'} = K_M \frac{\partial V}{\partial z} \quad (23)$$

$$-\overline{w'T'} = K_T \frac{\partial T}{\partial z} \quad (24)$$

$$-\overline{w'S'} = K_S \frac{\partial S}{\partial z} \quad (25)$$

여기서 K_M, K_T, K_S는 각각 연직방향의 난류적 점성, 난류적 전도도 및 난류적 확산계수이다.

K 모델에서는 K값을 상수 혹은 경험식으로 나타낸다. 초기에, Ekman (1905)은 K값을 상수로서 사용하였으며 McCormick 과 Scavia (1981)는 Kent 와 Pritchard (1959)의 연구와 유사한 형태의 다음과 같은 경험식으로 결정하였다.

$$K = \begin{cases} U_*^3 / (m_m g \alpha \kappa^2 z^2 \partial T / \partial z) & \text{at } z \leq -h_T \\ K(z = h_T) & \text{at } z > -h_T \end{cases} \quad (26)$$

여기서, m_m는 경험상수이며 κ는 Von Karman 상수이고 h_T는 난류 확산계수가 가장 작은 수심을 의미한다.

Prandtl과 G.I. Taylor의 선구적 연구 이후 K값의 결정에 대한 많은 연구가 시도되었다(Bush, 1977 ; Sarachik, 1978). Eddy 운동 에너지 모델 (Eddy Kinetic Energy Model : KE Model)은 K값을 TKE (E)와 혼합거리(mixing length : l_m)의 함수로서 나타내고, TKE 방정식을 도입하여 K 값을 결정하는

모델이다.

$$K_M = C_{KM} l_k E^{1/2} \quad (27)$$

$$K_T = C_{KT} l_k E^{1/2} \quad (28)$$

$$K_S = C_{KS} l_k E^{1/2} \quad (29)$$

여기서 C_{KM} , C_{KT} , C_{KS} 는 수괴의 안정도를 나타내는 Richardson Number (R_i)의 함수로 주어진다. Munk와 Anderson (1948)는 $l_k E^{1/2}$ 를 상수라 가정하고 C_{KM} , C_{KT} , C_{KS} 를 R_i 의 함수로 구한 바 있다.

혼합거리(l_k)는 유체의 입자가 혼합의 과정에서 이동할 수 있는 거리로서 정의한다. 관측에 의하면 l_k 는 유체의 위치 즉 경계층으로부터의 거리와 유체의 안정도 그리고 TKE의 세기 정도 등 다양한 요인에 의존함을 알 수 있고, 이에 대한 표현은 연구자에 따라 아주 다양하게 제시되었다. 여기서는 기존의 ML 연구에서 많이 사용되고 있는 l_k 에 대해 알아 보겠다.

Mellor와 Yamada(1974)는 유체의 난류 확산계수를 구하기 위해서 아래와 같은 Blackadar's length (l_B)를 l_k 값으로 사용하였다.

$$l_B = [l_0^{-1} + (\kappa z)^{-1}]^{-1}$$

여기서, l_0 는 다음과 같이 주어지는 길이척도(length scale)이다.

$$l_0 = \gamma \int_{z=-h}^{z=0} |z| E^{1/2} dz / \int_{z=-h}^{z=0} E^{1/2} dz$$

여기서 γ 는 경험상수로서 대략 0.2 정도를 사용하였다.

Therry와 Lacarrère (1983)는 부력에 의해 표현될 수 있는 길이척도($l_b : E^{-1/2} / N$)와 위의 l_B 중에서 작은 길이척도를 l_k 로 가정하였고, André와 Lacarrère (1985)는 이를 해양에 적용하는 모델을 개발하였다. 이때, 경계층 아래의 층화된 지역에서는 l_b 가 항상 l_B 보다 작으므로 K 는 아래와 같이 부력주파수 (Brunt-Väisälä frequency : N)의 함수로 나타낼 수 있으며, Gargett과 Holloway (1984)는 ML 아래층에서 난류 확산계수는 N^{-1} 에 의존함을 보였다.

$$K = C_K E N^{-1}$$

Bougeault와 André (1986)는 TKE 소멸의 길이척도(l_s)와 혼합거리를 각각 다음과 같은 관계식을

도입하여 구하였고, Gaspar et al. (1990)은 이를 이용한 간단한 형태의 KE 모델을 개발하여 대양에 적용하였다.

$$l_k = (l_u l_d)^{1/2}$$

$$l_k = \text{Min}(l_u, l_d)$$

여기서, l_u 와 l_d 는 다음식으로 결정되는 거리이다.

$$\frac{g}{\rho_0} \int_z^{z+l_u} [\rho(z) - \rho(z')] dz' = E(z)$$

$$\frac{g}{\rho_0} \int_z^{z-l_d} [\rho(z) - \rho(z')] dz' = E(z)$$

TKE (E)는 앞의 방정식 (7)식으로 부터 얻어질 수 있으나, 대부분의 KE 모델에서는 단순화 시킨 다음과 같은 TKE 방정식을 이용한다.

$$-\{ \overline{w'u'} \frac{\partial U}{\partial z} + \overline{w'v'} \frac{\partial V}{\partial z} \} + \overline{w'b'} = \epsilon = \frac{E^{3/2}}{l_e}$$

KE 모델은 앞에서 제시한 C_K , l_k 및 TKE 방정식으로 부터 혼합에 대한 난류항을 구할 수 있는 닫힌 방정식 체계 (Closed Equation System)를 갖는 모델이다. 따라서, KE 모델은 MLD 모델에서 제시한 표면 경계조건과 초기조건을 이용하여 각 격자점에서의 물리량의 시간에 따른 변화를 구할 수 있다.

2.2 난류 방정식을 이용한 확산 모델

위의 1차원 난류 방정식 모델이 2차원의 난류항을 난류 확산계수 K 와 물리량의 연직 변화율의 곱으로서 표현하고 K 값을 단순화한 TKE 방정식으로 부터 구하는 K이론 형태의 확산 모델인 반면, 2차원의 난류 방정식 모델은 적절한 가정하에 Reynolds stress 방정식과 아래의 (30)식과 같은 열의 연직 방향의 유동량에 대한 난류 방정식에 나타나는 2차 혹은 3차원의 난류항을 낮은 차수의 난류항과 많은 경험상수를 포함하는 경험식으로 매개변수화 하여 닫힌 방정식 체계를 만들고, 경계면으로 부터의 난류적 유동량을 적절히 가정하여 주어진 해를 구하는 모델이다 (Mellor and Yamada, 1974, 1982 ; Kundu, 1980 ; Klein and Coantic, 1981 ; Warn-Varnas and Piacsek, 1979).

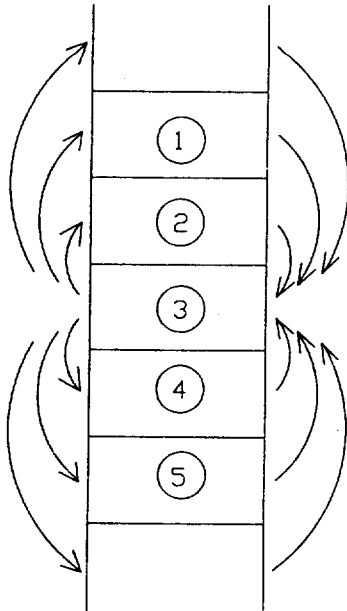


Fig. 3. Schematic diagram of the turbulent mixing from boxes at various heights into the one box represented by grid-point 3. Similar mixing occurs at the other grid points.

$$\frac{\partial \overline{w'T'}}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \overline{w'^2 T'} - \overline{w'^2} \frac{\partial T}{\partial z} - \alpha g \overline{T'^2} - \frac{1}{\rho_0} \overline{T' \frac{\partial p'}{\partial z}} \quad (30)$$

André and Lacarrère (1985)는 3차원의 난류항에 대한 난류 방정식을 이용하는 모델을 개발하여 해양에 적용한 바가 있을 뿐 고차원의 난류 방정식 모델이 가지는 복잡한 방정식 체계와 경험상수 결정의 어려움으로 많은 연구가 이루어지지 못하였다.

3. Transilient 모델

각각의 와동 (Eddy)은 각기 다른 물리적 특성치와 혼합거리 그리고 운동에너지를 가지며, 두 지점간의 해수의 혼합은 이러한 와동의 특성과 밀접한 연관이 있다. 따라서, 한 지점에서의 물리량은 인접지점 뿐만 아니라 다소 떨어진 지점의 유체와의 혼합에 의해서도 영향을 받는다(Fig. 3). 이때, 보고자 하는 지점에 영향을 미치는 모든 와동을 고려해야 하며, 각각의 와동은 각기 다른 혼합 거리와 혼합의 정도를

갖는다. 이러한 혼합 개념을 도입한 Transilient 모델은 Fiedler(1984)와 Stull(1984)에 의해 처음으로 시도 되었으며, Stull과 Kraus(1987) 및 Gaspar et al.(1987)에 의해 모델의 해양에 대한 적용이 시도된 바 있다.

해수의 수괴는 N개의 격자 혹은 상자로 이루어지며, 각 격자에서 보존되는 유체의 물리량은 Q라 하자. 연직 방향의 혼합에 의해 Q가 결정되는 경우, 시간 t+Δt일때 격자 i에서의 물리량 Q_i는 시간 t일때 각 격자 j에서의 물리량 Q_j의 함수로 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$Q_i(t + \Delta t) = \sum_j c_{ij} Q_j(t) \quad (31)$$

여기서 c_{ij}는 Δt초 동안 격자 j에서 격자 i로 혼합되는 유체의 비율을 나타내는 혼합 계수 (transilient coefficient)이다. 혼합계수 c_{ij}는 항상 영이거나 양이며, 보존법칙에 대한 제약 조건인 아래식 (32)를 만족하여야 한다.

$$\sum_{i=1}^N c_{ij} = 1 \text{ for each } i$$

$$\sum_{j=1}^N c_{ij} = 1 \text{ for each } j \quad (32)$$

와동의 특성을 나타내는 혼합계수 c_{ij}는 모델의 연구자에 따라 표현 양식이 다르다(Stull, 1984 ; Stull and Driedonks, 1987). Stull(1984)은 c_{ij}를 Richardson Number에 기초하여 구하였고, Stull과 Driedonks(1987)는 c_{ij}를 단순한 형태의 TKE 방정식을 이용하여 구하였다. 여기서는 앞의 두연구에서 사용된 c_{ij}의 매개변수화에 대해 알아보겠다.

Stull(1984)은 두격자 i와 j사이의 혼합계수 c_{ij}는 Δt와 z_i-z_j 그리고 난류적 혼합의 속도척도(Scale Velocity : U_w)와 길이척도(Scale Length : L_w)에 의존한다고 보고 다음과 같은 가중치(weighting factor : w_{ij})를 도입하였다.

$$w_{ij} = \frac{U_w L_w \Delta t}{(z_i - z_j)^2} \text{ for } i \neq j$$

여기서 U_w, L_w는 바람의 응력이 우세한 경우에는 마찰속도(U_{*})와 수심을 이용하고, 냉각이 우세한 경우는 Priestly(1959)가 도입한 냉각속도(W_{*})와 냉각층의 깊이를 이용한다. 또한 Stull은 두 격자 사이의

혼합에 이용되는 TKE는 Richardson number (R_{ij})의 함수로서 주어지며, R_{ij} 가 임계값(R_c) 보다 작으면 두격자 사이에 혼합이 일어나고 한계값(R_c) 보다 크면 혼합은 멈춘다고 보고 c_{ij} 에 대한 다음과 같은 관계식(33)을 도입하였다. 따라서 (33)식과 (32)식을 이용하여 c_{ij} 를 구할 수 있다.

$$\sum_{k=i+1}^N c_{ik} + j c_{ij} = (1 - R_{ij}/R_c) w_{ij} \text{ for all } i < j \quad (33)$$

여기서

$$R_{ij} = \frac{(b_i - b_j)(z_i - z_j)}{(U_i - U_j)^2 + (V_i - V_j)^2}$$

Stull과 Driedonks (1987)은 두격자 i 와 j 사이에서 일어나는 혼합에 대한 TKE의 Potential Y_{ij} 를 다음과 같이 도입하였다.

$$Y_{ij} = \frac{T_o \Delta t}{\Delta z_{ij}^2} \left[\Delta U_{ij}^{-2} + \Delta V_{ij}^{-2} - \frac{\Delta b_{ij}}{R_c} \Delta z_{ij} \right] - \frac{D \Delta t}{T_o} \text{ for } i \neq j$$

$$Y_n = \text{Max}(Y_{n-1}, Y_{n+1}) + Y_{ref}$$

여기서 $\Delta a_{ij} = a_j - a_i$ 로서 두 격자 i 와 j 사이의 물리량 (a)의 차이이며 T_o 는 난류에 대한 시간 척도이고 D 는 TKE의 소멸의 정도를 나타내는 상수이다. 그리고 Y_{ref} 는 각 격자내에서 이루어지고 있는 기본적인 Potential을 나타낸다. 이 때, c_{ij} 는 앞서 제시한 Y_{ij} 와 (32)식을 이용하여 다음과 같이 구하였다.

$$c_{ij} = Y_{ij} / \|Y\| \text{ for } i \neq j \quad (34)$$

$$c_{ii} = 1 - \sum_{j=i}^N c_{ij}$$

여기서 $\|Y\| = \text{Max}(\sum_{j=1}^N Y_{ij})$ 이다.

Q 의 시간 변화율이 난류적 혼합에 의해서 이루어진다면, 이는 다음식 (35)와 같이 나타낼 수 있다.

$$\begin{aligned} \Delta Q_i / \Delta t &= [Q_i(t + \Delta t) - Q_i(t)] / \Delta t \\ &= \sum_{j=1}^N [c_{ij} Q_j(t) - Q_i(t)] / \Delta t \end{aligned} \quad (35)$$

이때, Q 의 시간 변화율은 난류적 유동량(turbulent flux) F 가 수렴하는 양과 같아야만 하므로 난류항은 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\begin{aligned} (F^{i-1} - F^i) / \Delta z &= \sum_{j=1}^N [c_{ij} Q_j - Q_i] / \Delta t \\ &= \sum_{j=1}^N c_{ij} (Q_j - Q_i) / \Delta t \end{aligned} \quad (36)$$

여기서 F^{i-1} , F^i 는 두께가 Δz 인 격자 i 의 위와 아래를 통한 난류적 유동량을 나타낸다.

따라서, ML연구에 이용되는 Transilient 모델의 방정식 체계는 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\Delta U_i / \Delta t = (F_U^{i-1} - F_U^i) / \Delta z + fV_i \quad (37)$$

$$\Delta V_i / \Delta t = (F_V^{i-1} - F_V^i) / \Delta z - fU_i \quad (38)$$

$$\Delta T_i / \Delta t = (F_T^{i-1} - F_T^i) / \Delta z + F_{sol} / \rho c (I_{i-1} - I_i) / \Delta z \quad (39)$$

$$\Delta S_i / \Delta t = (F_S^{i-1} - F_S^i) / \Delta z \quad (40)$$

이때 수심 z ($k \Delta z$)에서의 난류적 유동량 F_U^i , F_V^i , F_T^i , F_S^i 는 (36)식으로 부터 구하며, 해표면을 통한 유동량 F_U^0 , F_V^0 , F_T^0 , F_S^0 은 앞서 제시한 MLD모델의 경계조건을 이용한다.

ML 모델들의 비교연구

ML 연구에 적용되는 모든 모델은 각기 다른 매개변수와 결정해야 할 임의의 상수를 가지며, 모델의 유형에 따라 각기 다른 모델 고유의 장단점이 존재한다. 여기서는 각 모델이 가지는 장단점을 이미 발표된 연구들을 중심으로 알아보고, 각 모델의 해양에 대한 적용 실태를 파악하고자 한다.

표면 혼합층이 존재한다는 전제 가정하에 출발한 적분모델은, 모델 방정식이 쉽게 유도되고 모델의 매개변수화가 간단하며 짧은 계산 시간으로 비교적 유용한 결과를 얻을 수 있다. 또한, 모델의 수행시간이 짧아서 장주기에 걸친 ML 연구에 적절하게 이용될 수 있다. 그리고 인공위성으로부터 얻어진 자료와 기상 예보 모델과 결합하여 ML의 예보 모델 개발이 가능하다(Clancy and Pollak, 1983; Clancy and Martin, 1981; Elsbery and Garwood, 1980). 그러나 적분 모델은 물리량의 연직구조를 너무 단순화 시켜 실제 해양과는 차이가 있고, 방정식 체계가 ML이 깊어지는 기작과 MLD가 다시 조정되는

기작으로 이원화 되어 있어 기존의 해양 순환 모델과 연계시켜 사용할 때 프로그램하기가 쉽지가 않다. 따라서 적분 모델은 물리량의 자세한 연직구조 보다는 ML의 깊이나 온도 자체에 대한 연구에 사용되고 있으며, 최근에는 적분 모델과 연계시켜 사용될 수 있는 해양의 순환 모델에 대한 연구가 시도되고 있다 (Adamec et al., 1981 ; Alderson, 1990 ; Cherniawsky et al., 1990).

확산 계수 혹은 고차원의 난류 방정식을 이용하는 확산 모델은 미분형의 방정식 체계를 갖는 모델로서, 적분 모델과는 달리 표면 혼합층의 존재에 대한 전제 가정이 필요치 않고 각 격자점에서 물리량을 계산하므로 실제 해양과 유사한 물리량의 연직구조에 대한 모델 결과를 얻을 수 있고 쉽게 기존의 해양 순환 모델과 연계시켜 이용할 수 있다. 그러나, 간단한 형태의 확산 모델은 K값이 크게 변하는 경우에는 다소 부적합하며, 고차원의 난류방정식 모델은 다른 유형의 모델 보다 훨씬 많은 매개변수와 경험상수를 결정해야 하며 모델의 매개 변수를 결정하는 과정이 복잡하고 모델의 수행시간이 다른 유형의 모델 보다 훨씬 크다. 따라서, 확산 계수의 개념을 이용하는 간단한 형태의 확산 모델은 해양의 순환 모델에서 많이 이용되고 비교적 복잡한 형태의 난류 방정식 모델은 연직구조에 대한 물리적 기작의 이해에 대한 연구에 많이 이용되고 있다 (Bryan, 1969 ; Blumberg and Mellor, 1987 ; Mellor and Yamada, 1974, 1982 ; Mellor and Durbin, 1975 ; Kundu, 1980 ; Klein and Coantic, 1981 ; André and Lacarrère, 1985).

Transilient 모델은 와동의 스펙트럼을 고려하여 계산할 수 있고, K 이론 형태의 확산 모델을 보다 일반화 시킨 모델이다. 즉, K 이론 형태의 확산 모델은 인접한 격자에서의 혼합 계수가 K이고 인접하지 않은 격자간의 혼합계수는 0 인 특수한 형태의 Transilient 모델로 볼 수 있다. 또한, Transilient 모델은 적분 모델이 가지는 해양의 상층부에서의 물리량의 연직 구조에 대한 약점과 K 이론 형태의 확산 모델이 가지는 약점인 확산이 일어나지 않는 경우를 보완한 가장 이상적이고 합리적인 모델이다. 따라서 Transilient 모델은 오염 물질의 확산과 경계층에서 이루어지는 혼합과 Entrainment의 연구에 이용될 수 있으나, 적절한 혼합계수 c_m 를 결정하기가

Table 2. CP-time used by the models for one time step (CPS) and a one-day simulation (CPD) on a CYBER 175 computer. All models have 30 discret level along a vertical (from Gaspar et al., 1987).

Model	Time step (Δt)	CPS (10^{-3} s)	CPD (10^{-3} s)
GA model	3 hr	1.6	13.
TL model	15 min	4.7	451.
SD model	15 min	22.8	2189.
AL model	4 min	17.6	6336.

어렵고 다른 두 모델에 비해 계산 시간이 훨씬 오래 걸리므로 실제 해양에 적용하기에는 어려움이 많다.

Stull 과 Kraus (1987)는 앞서 언급한 세가지 유형의 모델 즉 Niller 와 Kraus (1977)의 적분 모델 (NK 모델), André와 Lacarrère (1985)의 3차원 난류 방정식 모델 (AL 모델) 그리고 그들의 Transilient 모델 (SK 모델)을 이용하여 관측자료가 있는 해역에 대해 같은 기상 조건으로 4 일 동안 각 모델을 수행하고, 각 모델의 결과와 실제 관측치를 비교하여 설명하였다. 이 연구에 의하면, SST나 MLD는 세 모델 모두 관측치와 일치하는 결과를 보이나, 물리량의 연직 구조는 AL 모델과 SK 모델이 비교적 유사한 결과를 얻는 반면 NK 모델은 실제 관측치와 다소 차이를 보였다. 이때에, 컴퓨터를 이용하여 NK 모델, AL 모델 그리고 SK 모델을 하루동안 실행하는데 소요되는 시간의 비는 대략 1 : 100000 : 10 00 정도로 나타났다.

Gaspar et al. (1987)는 Gaspar (1987)의 적분 모델 (GA 모델), Therry 와 Lacarrère (1983)의 KE 모델 (TL 모델), Stull과 Driedonks(1987)의 Transilient 모델 (SD 모델) 그리고 AL 모델을 이용하여 2년간의 장기간 동안 각 모델을 수행하여 Stull과 Kraus (1987)와 유사한 결과를 얻었다. 각 모델의 계산 효율은 아래의 Table 2.와 같이 주어진다. 여기서 t 는 모델의 안정도(Stability)에 의해 결정되며, GA 모델에서 ML의 아래층은 확산모델 (K모델)에 의해 계산한 것이다.

여기서 볼 수 있는 바와 같이 GA 모델은 one-day simulation을 행하는데 소요되는 CP-time면에서 특히 AL 모델에 비해서 약 1/500 정도 밖에 소요되지 않는다. 그러나 ML연구의 목적과 내용에 따라 효율적으로 적용될 수 있는 모델의 유형이 각각 다를 수 있으므로 모델의 선택에 주의가 요구된다.

요 약

표면혼합층 모델 연구는 크게 세가지 부분으로 생각해 볼 수 있다. 첫째로 해양에서 이루어지고 있는 연직방향의 혼합에 대한 이해를 위한 연구이며, 둘째는 기상 현상과 해양 생태계에 중대한 역할을 담당하는 SST와 MLD 자체에 대한 연구이고, 마지막으로 해양의 순환 모델에서 연직 방향의 물리적 기작을 효율적으로 나타내는 방법에 대한 연구이다.

표면혼합층 연구를 위해 선택되는 모델의 유형은 난류항에 대한 표현 양식에 따라 적분 모델과 확산 모델 그리고 Transilient 모델로 구분할 수 있는데, 연구의 목적과 내용에 따라 효율적으로 적용되는 모델의 유형은 각기 다르다. 일반적으로, 혼합에 의한 물리량의 자세한 연직구조에 대한 연구에서는 고차원의 난류 방정식을 이용하는 확산 모델과 Transilient 모델이 이용되고 있으며, SST와 MLD 자체에 대한 연구에서는 K 이론 형태의 확산 모델과 적분 모델이 주로 이용되고 있다. 그리고 해양 순환 모델에서 연직 방향의 물리적 기작은 K 이론 형태의 확산 모델이 주로 이용되고 있으며, 최근에는 적분 모델과 결합하여 사용할 수 있는 새로운 유형의 해양 순환 모델이 개발되고 있는 추세이다.

사 사

본 연구는 국방과학연구소의 기초연구사업(90-6-002)의 연구비에 의해 지원되었다.

참고문헌

Adamec, D., R.L. Elsberry, B.W. Garwood and R.L. Haney, 1981. An embedded mixed layer ocean circulation model. *Dyn. Atmos. Oceans*, **6**: 69-96.
 Alderson, S.G., 1990. On embedding a mixed layer model into an ocean general circulation model. *Dyn. Atmos. Oceans*, **15**: 59-86.
 Alexander, R.C. and J.W. Kim, 1976. Diagnostic model study of mixed layer depths in the summer North Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, **6**: 293-298.
 André, J.C. and P. Lacarrère, 1984. Mean and turbulent structures of the oceanic surface layer as determined from one-dimensional, third order simulations. *J. Phys. Oceanogr.*, **15**: 121-132.
 Artaz, M.A. and R.C. André, 1980. Similarity studies of entrainment in convective mixed layer. *Bound.*

Layer Meteor., **19**: 51-66.
 Ball, F.K., 1960. Control of inversion height by surface heating. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **86**: 483-494.
 Blackadar, A.K., 1962. The vertical distribution of wind and turbulent exchange in a neutral atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **67**: 3095-3102.
 Blumberg, A.F. and G.L. Mellor, 1987. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. In: Three-dimensional coastal ocean model, edited by N.S. Heaps, American Geophysical Union, Washington DC, 1-16.
 Boers, R., E.W. Eloranta and R.L. Coulter, 1984. Lidar observations of mixed layer dynamics: tests of parameterized entrainment models of mixed layer growth rate. *J. Climate. Appl. Meteor.*, **23**: 247-266.
 Bougeault, P. and J.C. André, 1986. On the stability of the third-order turbulence closure for the modelling of the stratocumulus-topped boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, **43**: 1574-1581.
 Bryan, K., 1969. A numerical method for the study of the circulation of the world ocean. *J. Comput. Phys.*, **4**: 347-376.
 Bush, N.E., 1977. Fluxes in the surface boundary layer over the sea. In: Modelling and Prediction of the Upper Layer of the Ocean, edited by E.B. Kraus, Pergamon Press, 72-91.
 Cherniawsky, J.Y., C.W. Yuen, C.A. Lin and L.A. Mysak, 1990. Numerical experiments with a wind and buoyancy driven two-and-a-half-layer upper ocean model. *J. Geophys. Res.*, **95**: 16149-16167.
 Clancy, R.M. and P.J. Martin, 1981. Synoptic forecasting of the oceanic mixed layer using the navy's operational environmental data base: Present capabilities and future application. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **62**: 770-784.
 Clancy, R.M. and K.P. Pollark, 1983. A real-time synoptic ocean thermal analysis/ forecast system. *Progress in Oceanography*, **12**: 383-424.
 Davis, R.E., R. de Szoeke and P.P. Niller, 1981. Variability in the upper ocean during MILE. Part II: Modelling the mixed layer response. *Deep-Sea Res.*, **28A**: 1453-1475.
 Denman, K.L., 1973. A time-dependent model of the upper ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **3**: 173-184.
 Denman, K.L. and M. Miyake, 1973. Upper layer modification at ocean station Papa: observations and simulation. *J. Phys. Oceanogr.*, **3**: 185-196.
 Ekman, V.W., 1905. On the influence of earth's rotation on Ocean currents. *Ark. Mat. Astr. Fys.*, **2**: 1-52.
 Elsberry, R.L., T.S. Fraim and R.N. Trappnell, 1976. A mixed layer model of the oceanic thermal response to hurricanes. *J. Geophys. Res.*, **81**: 1153-1162.
 Elsberry, R.L. and R.W. Garwood, 1980. Numerical ocean prediction models: Goal for the 1980s. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **61**: 1556-1566.
 Farmer, D.V., 1975. Penetrative convection in the absence of mean shear. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **101**: 869-891.
 Fiedler, B.H., 1984. An integral closure model for the

- vertical turbulent flux of a scalar in a mixed layer. *J. Atmos. Sci.*, **41**: 674-680.
- Gargett, A.E. and G. Holloway, 1984. Dissipation and diffusion by internal wave breaking. *J. Mar. Res.*, **42**: 15-27.
- Garwood, R.W., 1977. An oceanic mixed layer model capable of simulating cyclic states. *J. Phys. Oceanogr.*, **11**: 455-468.
- Gaspar, Ph., 1988. Modeling the seasonal cycle of the upper ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **18**: 161-182.
- Gaspar, Ph., Y. Gregoris and J.M. Lefevrer, 1990. A simple eddy kinetic energy model for simulations of the oceanic vertical mixing: Tests at station Papa and long term upper ocean study site. *J. Geophys. Res.*, **95**: 16179-16193.
- Gaspar, Ph., Y. Gregoris, R.B. Stull and Ch. Boissier, 1987. Long-term simulations of upper ocean vertical mixing using models of different types. In: Small scale Turbulence and Mixing in the Ocean, edited by Nihoul, J.C.J., and B.M. Jamart, Elsevier Oceanogr. Ser., Vol 46, Elsevier, New York, 169-184.
- Jerlov, N.G., 1976. Marine optics. Elsevier Oceanogr. Ser., Vol 14, Elsevier, New York, 231pp.
- Kantha, L.H., O.M. Phillips and R.S. Azad, 1977. On turbulent entrainment at a stable density interface. *J. Fluid Mech.*, **79**: 753-768.
- Kato, H. and O.M. Phillips, 1969. On the penetration of a turbulent layer into stratified fluid. *J. Fluid Mech.*, **37**: 643-655.
- Kent, R.E. and D.W. Pritchard, 1959. A test of mixing length theories in a coastal plain estuary. *J. Mar. Res.*, **18**: 62-72.
- Kim, J.W., 1976. A generalized bulk model of the oceanic mixed layer. *J. Phys. Oceanogr.*, **6**: 686-695.
- Klein, P. and M. Coantic, 1981. A numerical study of turbulent processes in the marine upper layers. *J. Phys. Oceanogr.*, **11**: 849-863.
- Kranenburg, C., 1984. Wind-induced entrainment in a stratified fluid. *J. Fluid Mech.*, **145**: 253-273.
- Kraus, E.B., 1987. Merits and defects of different approaches to mixed layer modelling. In: Small Scale Turbulence and Mixing in the Ocean, edited by Nihoul, J.C.J., and B.M. Jamart, Elsevier Oceanogr. Ser., Vol 46, Elsevier, New York, 169-184.
- Kraus, E.B. and J.S. Turner, 1967. A one-dimensional model of the seasonal thermocline. II. The general theory and its consequences. *Tellus*, **19**: 98-105.
- Kundu, P.K., 1980. A numerical investigation of mixed-layer dynamics. *J. Phys. Oceanogr.*, **10**: 220-236.
- Largier, J.L., 1990. Deep surface mixed layers on the continental shelf. *Continental Shelf Res.*, **10**: 759-776.
- Martin, P.J., 1985. Simulation of the mixed layer at OWS November and Papa with several models. *J. Geophys. Res.*, **90**: 909-916.
- McCormick, M.J. and D. Scavia, 1981. Calculation of vertical profiles of lake averaged temperature and diffusivity in lakes Ontario and Washington. *Water Resour. Res.*, **17**: 305-310.
- Mellor, G.L. and P.A. Durbin, 1975. The structure and dynamics of the ocean mixed layer. *J. Phys. Oceanogr.*, **5**: 718-728.
- Mellor, G.L. and T. Yamada, 1974. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, **31**: 1791-1806.
- Mellor, G.L. and T. Yamada, 1982. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **20**: 851-875.
- Munk, W.H. and E.R. Anderson, 1948. Notes on a theory of thermocline. *J. Mar. Res.*, **7**: 276-295.
- Narimousa, S., R.R. Long and S.A. Kitaigorodskii, 1986. Entrainment due to turbulent shear flow at the interface of a stably stratified fluid. *Tellus*, **38A**: 76-87.
- Niiler, P.P. and E.B. Kraus, 1977. One-dimensional model of the upper ocean. In: Modelling and Prediction of the Upper Layers of the Ocean, edited by E.B. Kraus, Pergamon Press, 143-172.
- Paulson, C.A. and J.J. Simpson, 1977. Irradiance measurements in the upper ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **7**: 952-956.
- Pollard, R.T., P.B. Rhines and R.O.R.Y. Thompson, 1973. The deepening of the wind-mixed layer. *Geophys. Fluid Dyn.*, **3**: 381-404.
- Priestly, C.H.B., 1959. Turbulent Transfer in the Lower Atmosphere. University of Chicago Press, Chicago, Ill, 130pp.
- Resnyanskiy, Yu. D., 1975. Parameterization of the integral turbulent energy dissipation in the upper quasi-homogeneous layer of the ocean. *IZV Atmos. Ocean Phys.*, **11**: 453-457.
- Sarachik, E.S., 1978. Boundary layers on both sides of the tropical ocean surface. Review papers on equatorial oceanography. Proc. FINE Workshop, Ft Lauderdale, Nova/N.Y.I.T. Univ. Press.
- Shay, J.J. and M.C. Gregg, 1984. Turbulence in an oceanic convective mixed layer. *Nature*, **312**: 282-285.
- Shim, T. and K. Kim, 1981. On the variation of the mixed layer depth and the heat flux in the Sea of Japan. *J. Oceanol. Soc. Korea*, **16**: 49-56.
- Simpson, J.J. and T.D. Dikey, 1981. The relationship between downward irradiance and upper ocean structure. *J. Phys. Oceanogr.*, **11**: 309-323.
- Stevenson, J.W., 1979. On the effect of dissipation on seasonal thermocline models. *J. Phys. Oceanogr.*, **9**: 57-64.
- Stigebrandt, A., 1981. Cross thermocline flow on continental shelves and the location of shelf front. In: Ecohydrodynamics, edited by J.C.J. Nihoul, Elsevier Scientific Publishing Company, 359 pp.
- Stull, R.B., 1984. Transient turbulence theory. Part 1: The concept of eddy mixing across finite distance. *J. Atmos. Sci.*, **41**: 3351-3367.
- Stull, R.B., 1986. Transient turbulence theory. Part 3: Bulk dispersion rate and numeric stability. *J. Atmos. Sci.*, **43**: 50-57.
- Stull, R.B. and A.G.M. Driedonks, 1987. Applications of the transient turbulence parameterization to atmospheric boundary layer simulations. *Bound. Layer Meteorol.*, **40**: 209-239.

- Stull, R. B. and E. B. Kraus, 1987. The transient model of the upper ocean. *J. Geophys. Res.*, **92**: 10745-10755.
- Taylor, G. I., 1915. Eddy motion in the atmosphere. *Philos. Trans. R. Soc. London Ser. A*, **220**: 1-33.
- Therry, G. and P. Lacarrère, 1983. Improving the eddy kinetic energy model for planetary boundary layer dissipation. *Bound. Layer Meteorol.*, **25**: 63-88.
- Turner, J. S., 1968. The influence of molecular diffusivity on turbulent entrainment across a density interface. *J. Fluid Mech.*, **33**: 639-656.
- Wan, B., B. Guo and Z. Chen, 1990. A three-layer model for the thermal structure in the Huanghai Sea. *Acta Oceanologica Sinica*, **9**: 159-172.
- Wang, Z., Y. Su, 1992. A model for prediction SST in limited region -I. The dynamical equations. *Acta Oceanologica Sinica*, **11**: 47-55.
- Wang, Z., Y. Su, 1992. A model for prediction SST in limited region -II. The model's physical equation. *Acta Oceanologica Sinica*, **11**: 57-66.
- Wang, Z., B. Xu, E. Zou, K. Yang and F. Li, 1992. A study on the numerical prediction method for the vertical thermal structure in the Bohai Sea and the Huanghai Sea -I. One-dimensional numerical prediction model. *Acta Oceanologica Sinica*, **11**: 25-31.
- Wang, Z. and E. Zou, 1986. A parametric model for thermal structure features of the ocean upper layer. *Acta Oceanologica Sinica*, **5**: 16-21.
- Warn-Varnas, A.C. and S.A. Piacsek, 1979. An investigation of the importance of third-order correlations and choice of length scale in mixed layer modelling. *Geophys. Astrophys. Fluid Dyn.*, **13**: 225-243.
- Wells, N.C., 1979. A coupled ocean-atmosphere experiment: The ocean response. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **105**: 355-370.
- Wood, J.D., W. Barkmann and V. Strass, 1985. Mixed layer and Ekman current response to solar heating. In: *The ocean surface*, edited by Toba, Y., and H. Mitsuyasu, D. Reidel Publishing Company, 487-507.
- Yan, X. -H., J.R. Schubel and D.W. Pritchard, 1989. Oceanic upper mixed layer depth determination by the use of satellite data. *Remote Sensing of the Environment*, **32**: 55-74.
- Yan, X. -H., A. Okubo, J.R. Schubel and D.W. Pritchard, 1991. An analytical model for remote sensing determination of the mixed layer depth. *Deep-Sea Res.*, **38**: 267-287.

Accepted December 5, 1992